

# Палеогляциология

УДК 551.345:544.02

doi: 10.31857/S2076673421010077

## Изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильных льдов Центрального Ямала

© 2021 г. Ю.Н. Чижова<sup>1\*</sup>, Е.М. Бабкин<sup>2</sup>, А.В. Хомутов<sup>2</sup><sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия;<sup>2</sup>Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия

\*eacentr@yandex.ru

## Isotopic composition of oxygen and hydrogen of ice wedges in Central Yamal

Ju.N. Chizhova<sup>1\*</sup>, E.M. Babkin<sup>2</sup>, A.V. Khomutov<sup>2</sup><sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;<sup>2</sup>Earth Cryosphere Institute Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia

\*eacentr@yandex.ru

Received February 6, 2020 / Revised June 25, 2020 / Accepted December 22, 2020

**Keywords:** oxygen and hydrogen isotopes, deuterium excess, ice wedges, Yamal Peninsula.

### Summary

New data on the distribution of the isotopes  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  of ice wedges in Central Yamal are presented. In the summer of 2019, the massive wedge ice was studied in the thermal circus of the third marine terrace. On the surface of the terrace, polygonal-vein relief is common with a polygon size of about 10–20 m. The largest ice wedge № 1 in the upper part was 1.5 m wide, and its visible depth in the outcrop amounted to 2.3 m. Perpendicular to this wedge, another one № 2 was opened with a width of 60 cm, and 20 m from them the wedge № 3 was opened along the strike. At the level of the head of the wedge № 1, radiocarbon AMS dating was performed based on a sample of host deposits, which showed that the ice in the upper part was about 13 thousand years old (the ice age was of 13.6 cal. BP). According to the isotopic characteristics (average values of  $\delta^{18}\text{O} = -24.8$ , and  $\delta\text{D} = -187.6$  ‰), the ice corresponds to the Yamal ice-wedge ice, which was formed during the MIS-2 isotopic stage (the end of the Late Pleistocene). The isotopic composition of oxygen indicates temperatures of the cold period of the vein formation from  $-22.8$  to  $-26.8$  °C (on average 7 °C colder than the present-day) and the January temperatures from  $-34.2$  to  $-40.2$  °C (on average 10 °C colder than the present-day). For some ice samples (11 out of 43), high values of deuterium excesses ( $d_{\text{exc}} = 12 \div 17$  ‰) were observed, which is unusual for this type of ice. A few examples of high  $d_{\text{exc}}$  values of ice wedges are mentioned in the literature for sections of Seyakha yedoma, Cape Sabler and Bolshoi Lyakhovsky Island, and note that for the ice dated to the Late Pleistocene. The deuterium excess values may reflect the unstable climatic conditions of the Late Pleistocene associated with changes in the vapor source and the trajectories of the air masses over the continent.

**Citation:** Chizhova Ju.N., Babkin E.M., Khomutov A.V. Isotopic composition of oxygen and hydrogen of ice wedges in Central Yamal. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021. 61 (1): 137–148. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010077.

Поступила 6 февраля 2020 г. / После доработки 25 июня 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.

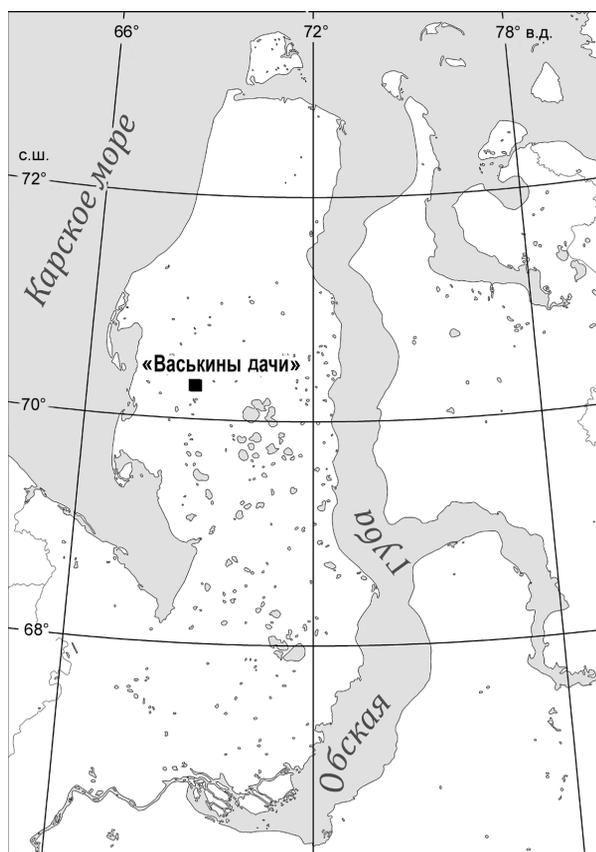
**Ключевые слова:** изотопный состав кислорода и водорода, дейтериевый эксцесс, повторно-жильный лёд, Ямал.

Приведены новые данные о распределении  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  в повторно-жильном льду Центрального Ямала. По своим изотопным характеристикам (средние значения  $\delta^{18}\text{O} = -24,8$ , а  $\delta\text{D} = -187,6$  ‰) лёд соответствует жильным льдам Ямала, которые формировались в изотопную стадию МИС-2 (конец позднего плейстоцена). Для некоторых образцов льда отмечены высокие значения дейтериевого эксцесса ( $d_{\text{exc}} = 12 \div 17$  ‰), что нехарактерно для этого типа льдов. Немногочисленные свидетельства высоких значений  $d_{\text{exc}}$  в позднеплейстоценовом жильном льду описаны в литературе для разрезов р. Сеяха, мыса Саблера и о. Большой Ляховский.

### Введение

Одна из самых интересных черт подземных льдов Ямала — их парагенетическое сочетание: например, сочетание дислоцированных пласто-

вых льдов с жильными льдами и инъекционными штоками в разрезах полярной станции Марре-Сале [1] и проникновение жил льда в толщу пластовой ледяной залежи в верховьях р. Мордыяха [2]. Несмотря на хорошую изученность гео-



**Рис. 1.** Район исследований  
**Fig. 1.** Study area

криологических условий Ямала, данных об изотопном составе жильного льда получено немного. Величина дейтериевого эксцесса  $d_{\text{exc}}$ , как правило, служит показателем условий источника влаги (основных районов, где формируются влагонесущие воздушные массы), так как напрямую зависит от температуры воды и относительной влажности воздуха над морской поверхностью [3, 4]. Поскольку жильный лёд обычно формируется из смеси снега и жидких осадков, выпадающих на снежный покров в начале весны, когда талые воды попадают в морозобойную трещину, его изотопные характеристики отражают изотопный состав атмосферных осадков зимнего (и частично весеннего) сезона. Этот факт – основная предпосылка для использования значений  $\delta^{18}\text{O}$  при реконструкции зимних палеотемператур по повторно-жильным льдам (ПЖЛ) [5]. Базой для неё служит закономерная связь значений  $\delta^{18}\text{O}$  в осадках с температурой приземного слоя воздуха [6].

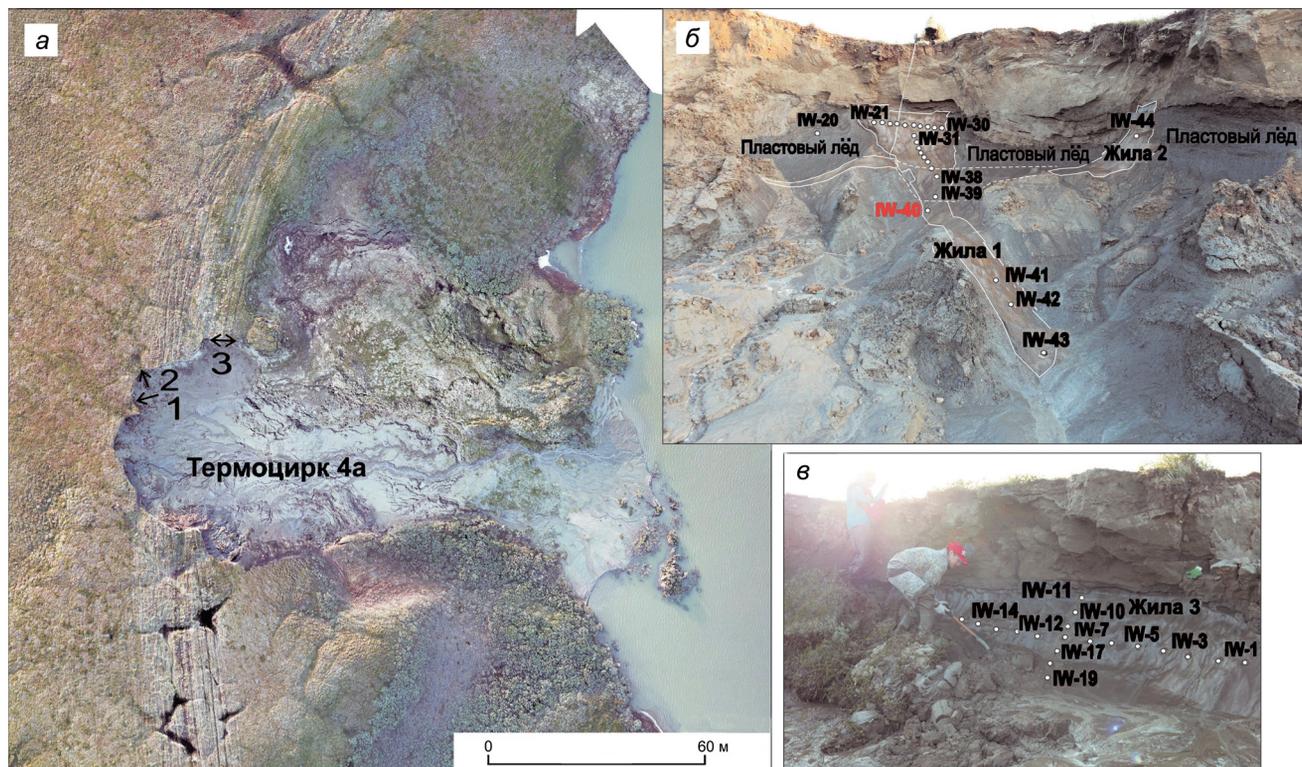
Первыми работами, в которых изотопный состав кислорода ледяных жил использовался для па-

леотемпературных построений, были исследования Ф. Майкла, Дж. Маккая и Ю.К. Васильчука [7–10]. Палеорекострукции температур зимнего периода по ПЖЛ в основном выполняются по изотопному составу кислорода жил, поскольку он отражает климатический сигнал зимнего сезона. Изотопный состав водорода ранее мало использовался, как правило, чтобы показать соответствие значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  жильного льда глобальной линии метеорных вод и, таким образом, валидность палеотемпературной интерпретации. В последние годы появляется все больше данных по изотопному составу водорода жил разного возраста [11–18]. Вариации величины дейтериевого эксцесса  $d_{\text{exc}}$  в жильном льду могут указывать на: 1) изменение соотношения зимний снег/весенние осадки, поскольку в разные сезоны или периоды времени трещины могут заполняться либо талой водой, либо снегом, который в разной степени может быть промочен талыми водами или жидкими атмосферными осадками; 2) изменения в источнике осадков или траекториях их поступления, что прямо влияет на дейтериевый эксцесс атмосферных осадков региона.

Задачи данной работы – определить изотопные характеристики сингенетического позднеплейстоценового повторно-жильного льда ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) и рассмотреть вариации дейтериевого эксцесса. Объект исследования – ПЖЛ Центрального Ямала (район научно-исследовательского стационара «Васькины дачи»), вскрытые в обнажении термоцирка третьей морской террасы. На поверхности этой террасы с выраженным полигональным рельефом в районе стационара «Васькины дачи», вблизи Бованенковского газоконденсатного месторождения (рис. 1, рис. 2, а), на Центральном Ямале распространены термоденудационные формы рельефа (термоцирки), в стенках которых вскрываются пластовые ледяные залежи и ПЖЛ. В одном из термоцирков ( $70^{\circ}13'57,632''$  с.ш.,  $69^{\circ}0'58,485''$  в.д., № 4а в работе [19]) на высоте местности 28 м над ур. моря под слоем суглинка мощностью 1 м были вскрыты сингенетические ПЖЛ, парагенетически залегающие в пластовых льдах.

## Материалы и методы

На момент опробования мощность обнажения, вскрывающего сочетание нескольких жил льда и вмещающих их пластовых льдов, состав-



**Рис. 2.** Схема опробования жильного льда:

*a* – конфигурация полигонов и местоположение жил в термоцирке; *б* – жилы № 1 и 2; *в* – жила № 3; прерывистой линией показано пересечение жил № 1 и 2

**Fig. 2.** The scheme of sampling of ice-wedge ice:

*a* – configuration of polygons and location of ice wedges in the thermal cirque; *б* – ice wedges № 1 and 2; *в* – ice wedge № 3; the dashed line shows the intersection of ice wedges № 1 and 2

ляла 3 м. Пластовый лёд представлял собой горизонтально-слоистую пачку ледогрунта, в который на глубину 2,3 м проникал жильный лёд. Минеральная составляющая пластового льда представлена серым суглинком, в котором была рассеяна мелкая органика. Такие осадки типичны для донных отложений мелких озёр, которые чрезвычайно широко распространены на выровненных поверхностях морских террас Ямала [20].

Две жилы были вскрыты вкрест простирания, одна – в продольном сечении, размер сетки полигонов составлял около 10–20 м. Полигональный рельеф и сетка полигонов хорошо просматриваются с поверхности за счёт процессов термокарста по ледяным жилам (см. рис. 2, *a*). Жилы имеют чёткую клинообразную форму. Слои вмещающих жилы отложений пластового льда (ледогрунта) имеют выраженный изгиб вверх у контакта с ледяными жилами, повторяя конфигурацию подошвы сезонно-талого слоя (СТС) в полигональных ваннах во время на-

копления в них отложений и роста ПЖЛ. Ширина жилы № 1 в верхней части – 1,5 м. Опробование жильного льда выполнялось по горизонтали (обр. IW-21–IW-30) и вертикали (обр. IW-31–IW-43). Также был отобран образец льда из жилы второй генерации полигона, которая простиралась перпендикулярно жиле № 1 и имела ширину около 60 см (обр. IW-44). Жильный лёд был чистым, прозрачным. Вмещающий жилу ледогрунт был отобран на расстоянии 50 см от левого края жилы (см. рис. 2, *б*) на одном уровне с образцами жильного льда горизонтального отбора для радиоуглеродного AMS-датирования.

Особенность разреза – малая заторфованность вмещающих отложений. Ни в перекрывающих супесях, ни в ледогрунте не встречено торфяных прослоев, поэтому AMS-датирование выполнено по общему органическому углероду (ТОС – total organic carbon), представленному мелким детритом и частицами хорошо разложившейся органики. В 20 м от опробованных

Изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ), водорода ( $\delta\text{D}$ ) и  $d_{\text{exc}}$  повторно-жильных льдов

Номер образца	Глубина, м	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\delta\text{D}$ , ‰	$d_{\text{exc}}$ , ‰
<i>Жила № 3, по горизонтали от правого края</i>				
IW-1	0	-25,6	-194,2	10,3
IW-2	15	-26,1	-199,2	9,6
IW-3	30	-25,7	-197,3	8,2
IW-4	45	-25,7	-195,3	10,0
IW-5	60	-25,4	-192,7	10,4
IW-6	75	-26,1	-199,4	9,1
IW-7	90	-25,3	-195,0	7,8
IW-8	105	-25,4	-195,1	8,4
IW-12	120	-25,3	-193,3	8,9
IW-13	135	-24,8	-186	12,4
IW-14	150	-24,8	-180,9	17,4
IW-15	165	-23,5	-175	13
IW-16	180	-24,9	-184	15,2
<i>Жила № 3, по глубине от поверхности</i>				
IW-9	130	-25,2	-194,7	6,9
IW-10	120	-25,0	-193,1	7,1
IW-11	110	-25,1	-192,6	7,9
IW-17	180	-26,1	-195	13,8
IW-18	160	-24,5	-184,6	11,4
IW-19	175	-25,1	-186,4	14,4
<i>Жила № 1, по горизонтали от левого края</i>				
IW-21	0	-25,0	-185,7	14,5
IW-22	15	-25,9	-191,0	16,1
IW-23	30	-25,1	-185,9	14,8
IW-24	45	-25,0	-183,7	15,9
IW-25	60	-23,3	-180,2	6,3
IW-26	75	-25,0	-193,1	6,6
IW-27	90	-26,2	-203,1	6,7
IW-28	105	-25,7	-194,4	11,4
IW-29	120	-22,7	-170,9	10,7
IW-30	135	-21,2	-157,5	12,2
<i>Жила № 1, по глубине от поверхности</i>				
IW-31	140	-24,9	-190,2	9,2
IW-32	155	-24,5	-187,7	8,5
IW-33	170	-24,6	-187,3	9,7
IW-34	185	-24,1	-183,0	10,1
IW-35	200	-24,1	-182,2	11,0
IW-36	215	-23,9	-181,0	9,9
IW-37	230	-23,1	-176,1	8,6
IW-38	245	-23,0	-174,1	10,1
IW-39	260	-22,9	-174,8	8,7
IW-40	280	-25,0	-190,4	9,6
IW-41	305	-26,0	-198,8	9,0
IW-42	330	-25,7	-196,5	8,8
IW-43	355	-25,2	-191,2	10,1
<i>Жила № 2</i>				
IW-44	150	-23,0	-174,5	9,7
<i>Пластовый лёд, вмещающий жилу № 1</i>				
IW-20	160	-22,6	-168,5	12,0

жил № 1 и 2 вскрыт фрагмент жилы № 3 в продольном сечении. В плане жила № 3 расположена субпараллельно жиле № 1 и перпендикулярно жиле № 2. Жила № 3 обнажается на верхнем контакте (голова жилы) с перекрывающими её супесями, контакт горизонтальный чёткий, лёд жилы в этом фрагменте чистый, белый, пузырчатый. Вскрытая в обнажении мощность фрагмента составила 3 м по ширине и 1 м по глубине.

Лёд этого фрагмента отбирался по горизонтали (обр. IW-1–IW-8 и IW-12–IW-16) и вертикали (обр. IW-9–IW-11 и IW-17–IW-19). Расстояние между образцами по горизонтали и вертикали составляло 15 см. Образцы льда высверливали алмазной коронкой с использованием дрели Metabo BS 18 LTX Impuls, помещали в пластиковые зип-пакеты, а затем растапливали и переливали в пробирки, крышки которых герметизировали парафиновой лентой. Анализ изотопного состава кислорода и водорода выполнен в изотопной лаборатории Российского химико-технологического университета им. Д.И. Менделеева на анализаторе Los Gatos Research Triple-Liquid Water Isotope Analyzer (LGR T-LWIA, Model 912-0050). Измеренные величины калиброваны и приведены относительно V-SMOW. Точность измерений – 0,1 ‰ для  $\delta^{18}\text{O}$  и 1 ‰ для  $\delta\text{D}$ .

## Результаты

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  льда жил изменяются от -21,2 до -26,2 ‰ и от -157,5 до -203,1 ‰ соответственно (таблица). Средние значения:  $\delta^{18}\text{O} = -24,8$  и  $\delta\text{D} = -187,6$  ‰. Величины  $d_{\text{exc}}$  – от 6,3 до 17,4 ‰ при среднем значении 10,5 ‰. Все полученные значения можно описать уравнением линейной регрессии  $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10,5$  ‰ ( $R^2 = 0,9$ ). При этом графически образцы ПЖЛ в основном соответствуют линии метеорных вод. Часть образцов (11 из 43), в которых величина  $d_{\text{exc}} > 10$  ‰, на изотопной диаграмме формируют точки, располагающиеся выше линии метеорных вод. По образцу IW-20 на уровне головы жилы № 1 была получена радиоуглеродная датировка 13,6 тыс. калиброванных лет назад ( $\text{IGAN}_{\text{AMS}} 7698$ ) по общему органическому углероду (TOC total organic carbon). Это позволяет сделать вывод, что возраст опробованного жильного льда 13 тыс. л.н. или старше, т.е.

время конца изотопной стадии МИС-2, длившейся от 29 до 11,7 калиброванных тыс. л.н. [21].

Полученные нами значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  льда численно соответствуют величинам  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  повторно-жильных льдов Ямала изотопной стадии МИС-2 [16, 22, 23]. Повторно-жильный лёд Сеяхинской едомы позднеплейстоценового возраста (от 23 до 15 тыс. л.н.) характеризуется значениями  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-23,4$  до  $-26,6$  ‰ [22]. Возраст повторно-жильного льда вблизи полярной станции Марре-Сале оценён в 24–11 тыс. л.н. [16], он характеризуется средним значением  $\delta^{18}\text{O} = -24,1$  (от  $-21,43$  до  $-27$  ‰) и  $\delta\text{D} = -184,9$  ‰ (от  $-161$  до  $-208$  ‰) [23]. Однако  $d_{\text{exc}}$  в этом льду не достигает полученных нами значений, он изменяется от 5,8 до 12,2 ‰ и в среднем составляет 8,1 ‰ [23]. Вообще, высокие значения  $d_{\text{exc}}$  в ПЖЛ – редкость не только на Ямале, но и в большинстве изученных разрезов криолитозоны Арктического побережья России, причём не только в позднеплейстоценовом, но и в голоценовом льду [11–13, 18].

### Обсуждение результатов

О том, что изученные нами ПЖЛ относятся к сингенетическим, указывают выраженный изгиб вверх у контакта с ледяными жилами вмещающих отложений (и пачки пластового льда) и дугообразное выгибание вниз между жилами, что повторяет конфигурацию подошвы СТС в полигональных ваннах во время накопления в них отложений и роста ПЖЛ. Ярко выраженная полигональность поверхности ведёт к дифференциации обводнённости и влажности отложений СТС, глубин сезонного оттаивания и накопления осадка. В результате пояски и ледяные шпирь в обводнённых полигональных ваннах приобретают изгиб, повторяя конфигурацию подошвы СТС [24, 25].

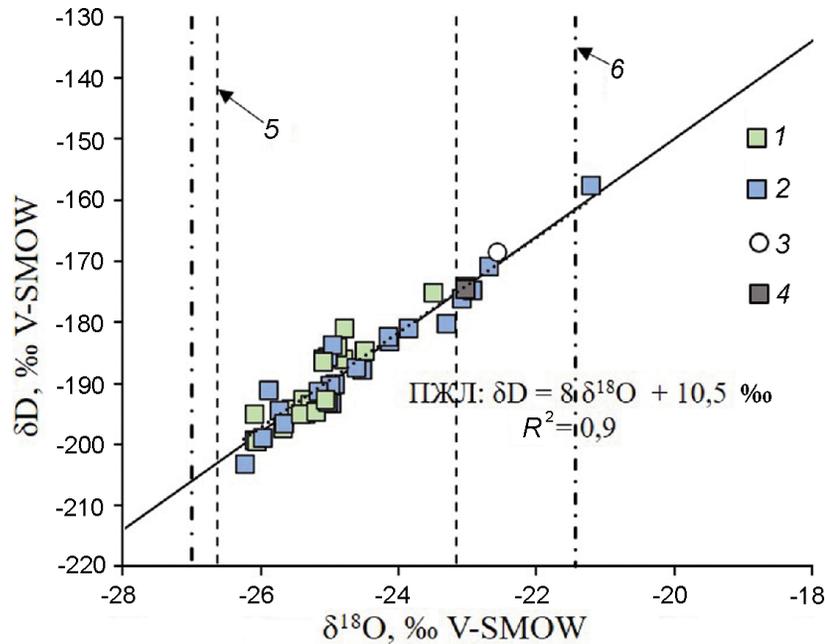
По нашему мнению, ледогрунт и ПЖЛ формировались в переувлажнённых озёрных отложениях в условиях мелкого озера или на краю обмелевшего озера. Озёра часто могут менять свои конфигурации, перемещаться и мелесть из-за активных процессов эрозии. Величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  пластового льда (обр. IW-20, см. таблицу), численно близкие к ПЖЛ, могут косвенно указывать на то, что в момент формирования пластового льда в обстановке мелкого

озера или частичной заозёрности был выражен термокарст по уже сформированным ледяным жилам и жилы частично протаяли, добавив изотопный сигнал жильного льда в поверхностную воду. Затем, при дальнейшем обмелении и переходе части воды в пластовый лёд, возобновился и более активный рост жил. Значение  $\delta^{18}\text{O} = -21,2$  ‰, полученное на краю жилы (обр. IW-30), – относительно высокое по сравнению с другими определёнными значениями по жильному льду и, вероятно, связано со вторичной сегрегацией вдоль контакта с жилой.

Один из случаев сочетания в разрезе горизонтально-слоистого пластового льда и сингенетического повторно-жильного льда описан в верховьях р. Мордыяха [2]. Авторы делают вывод, что в краевых частях озёр могли формироваться сингенетические повторно-жильные льды, образуя парагенез пластовых (возникших из озёрной воды сегрегационным или инъекционным механизмом) и жильных льдов.

**Палеотемпературы.** Поскольку изотопный состав кислорода ПЖЛ успешно применяется для расчёта палеотемператур, необходимо рассмотреть, какие температуры показывают установленные нами вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в жилах Центрального Ямала. Наиболее близки по величине  $\delta^{18}\text{O}$  к изученному нами льду повторно-жильные льды Сеяхинского разреза (рис. 3). Сначала Сеяхинский разрез был датирован по вмещающим суглинистым отложениям, и наиболее близкими ко времени накопления отложений третьей террасы были признаны датировки 25 и 26 тыс. лет [26]. Это позволило считать, что суглинки третьей террасы, вмещающие и перекрывающие ПЖЛ, формировались от 25 до 20 тыс. л.н. и несколько позднее. Затем были получены радиоуглеродные датировки по аллохтонному торфу, которые показали, что время формирования ПЖЛ Сеяхинского разреза относится к периоду завершающего цикла позднеплейстоценового криохрона и жилы формировались от 23 до 15 тыс. л.н. [26]. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в Сеяхинской жиле варьируют от  $-23,15$  до  $-26,63$  ‰, среднее значение составляет  $-24,75$  ‰. В работе [22] на основе этих изотопных данных сделаны оценки среднеянварских температур воздуха периода 23–15 (18) тыс. л.н., которые находятся в пределах  $-35 \div -39$  °С.

Ю.К. Васильчуком на основе сопоставления современных температур воздуха зимнего пери-



**Рис. 3.** Соотношение  $\delta D-\delta^{18}O$  для льда изученных фрагментов полигонально-жильных льдов (ПЖЛ): 1 – из жилы № 3; 2 – из жилы № 1; 3 – пластовый лёд, вмещающий ПЖЛ № 1; 4 – из жилы № 2; 5 – диапазон изменения величин  $\delta^{18}O$  позднелейстоценовых ПЖЛ Сеяхинской едомы в работе [22]; 6 – диапазон изменения величин  $\delta^{18}O$  позднелейстоценовых ПЖЛ Марре-Сале в работе [23]

**Fig. 3.** The  $\delta D-\delta^{18}O$  relationship for the studied ice-wedges: 1 – from the ice-wedge № 3; 2 – from the ice-wedge № 1; 3 – massive ice near the ice-wedge № 1; 4 – from the vein № 2; 5 – the range of  $\delta^{18}O$  values of the Late Pleistocene ice-wedge of Seyakha [22]; 6 – range of  $\delta^{18}O$  values of the Late Pleistocene ice-wedge near Marre-Sale station [23]

ода, самого холодного месяца зимы (января), и изотопного состава кислорода элементарных ледяных жилок были предложены прямые формулы для расчёта температуры  $T$  по величинам  $\delta^{18}O$  [10]. Затем были опубликованы ещё несколько уравнений регрессии  $T-\delta^{18}O$  [27, 28]. Все эти зависимости рассмотрены в обзоре Т. Опеля [5]. При использовании формулы Ю.К. Васильчука для среднего значения исследованных нами ПЖЛ  $\delta^{18}O = -24,8 ‰$  среднезимняя температура воздуха времени формирования жилы оценивается в  $-24,8 \pm 2 ‰$  °С, среднеянварская – в  $-37,2 \pm 3 ‰$  °С. Отметим, что в обзоре Т. Опеля ошибочно упоминается эта формулы ( $\delta^{18}O = T \pm 2$ ) как зависимость, характеризующая связь изотопного состава кислорода жил с температурами воздуха периода с декабря по февраль. Однако данная формула получена для климатического зимнего (не календарного) периода, т.е. для холодного периода – с октября по май [10].

Более поздние пересчёты по большому объёму опубликованных значений  $\delta^{18}O$  по ПЖЛ [27], с одной стороны, показали хорошую линей-

ную связь  $\delta^{18}O-T$  для большого массива данных (особенно, если аппроксимировать значения  $\delta^{18}O$  по ПЖЛ таких удалённых друг от друга разрезов, как, например, п-ов Ямал и о. Котельный), а с другой стороны – достаточно большой разброс значений относительно линейной аппроксимации для отдельных районов (что выразилось в том числе в величине коэффициента достоверности линейной аппроксимации  $R^2 = 0,75$  и  $0,67$  для  $T_{ср.январь}$  и  $T_{хол.пер}$  соответственно). Отдельно для Ямала рассчитать более точную зависимость  $\delta^{18}O-T$ , скорее всего, невозможно. Если рассматривать опубликованные данные по Ямалу для современных ледяных жилок, то можно видеть, что не все значения  $\delta^{18}O$  можно использовать как современные, поскольку они некорректно согласуются друг с другом и с географическим положением участков опробования. Величина  $\delta^{18}O$  для современной жилки в Марре-Сале, составившая  $-14 ‰$  [16, 27], возможно, контаминирована современным текстурным льдом (который имеет более высокие значения  $\delta^{18}O$ , чем ПЖЛ).

Также вероятно, что опробованные современные ПЖЛ в долине р. Щучья контаминированы голоценовым льдом МИС-1. Установленная величина  $\delta^{18}\text{O} = -18,2 \text{ ‰}$  [10] скорее голоценовая, а не современная, поскольку географическое положение обнажения на р. Щучья, учитывая изотопное обеднение атмосферных осадков, выраженное с запада на восток, диктует более высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  современных жил, которые должны попадать в диапазон значений между станциями Амдермой и Сеяхой. Таким образом, даже сама вариативность изотопного состава кислорода элементарных ледяных жил служит препятствием для получения более точных зависимостей  $\delta^{18}\text{O}-T$ .

Использование любой из предложенных зависимостей  $\delta^{18}\text{O}-T$  [5] для среднего значения  $\delta^{18}\text{O}$  исследованных нами ПЖЛ показывает температуры, попадающие в диапазон  $T_{\text{ср.янв}} = -37,2 \pm 3 \text{ °C}$  (т.е. от  $-34,2$  до  $-40,2 \text{ °C}$ ) и  $T_{\text{хол.пер}} = -24,8 \pm 2 \text{ °C}$  (т.е. от  $-22,8$  до  $-26,8 \text{ °C}$ ). Современные температуры воздуха Центрального Ямала можно оценить двумя разными способами. Так, если использовать средние многолетние данные наблюдений на ст. Сеяха ( $70^\circ$  с.ш.,  $72,5^\circ$  в.д.) за период с 1961 по 1990 г., то разница между современными температурами холодного периода и временем формирования опробованных нами жил составляет около  $7 \text{ °C}$  (и  $10 \text{ °C}$  для среднеянварских). Если же оценивать температуры воздуха для координат района исследований по данным реанализа ERA-Interim, который работает с 1979 г. (и по 2019 г. включительно), то во время формирования жил  $T_{\text{хол.пер}}$  были на  $10 \text{ °C}$  ниже современных, а среднеянварские – на  $16 \text{ °C}$ . Скорее всего, такие выраженные различия в оценках современных температур воздуха связаны со значительным отклонением метеорологических показателей за последние 20–30 лет по сравнению с нормами 1961–1990 гг.

Если рассматривать весь диапазон полученных значений  $\delta^{18}\text{O}$  по ПЖЛ (см. таблицу, без учёта одного значения  $\delta^{18}\text{O} = -21,2 \text{ ‰}$ ), то общий диапазон вариации температур воздуха холодного периода составлял  $5 \pm 2 \text{ °C}$ , а среднеянварских –  $7,5 \pm 3 \text{ °C}$ . Современный диапазон изменений температур воздуха холодного периода (с октября по май) для Центрального Ямала (координат района исследования) по данным реанализа Era-Interim составляет около  $7 \text{ °C}$ . Современный климат показывает намного более

выраженную межгодовую изменчивость температур воздуха, особенно за последние 30 лет, и из-за различий в масштабе осреднения не выдерживает сравнения с предшествующими временными периодами, доступными по палеоклиматическим архивам. Отметим, что полученные нами значения  $\delta^{18}\text{O}$  по ПЖЛ Центрального Ямала имеют достаточно большой диапазон, что указывает на некоторую нестабильность метеорологических условий зимнего сезона в позднем плейстоцене. Возможно, именно с такой нестабильностью климатических условий связаны и вариации дейтериевого эксцесса в жильном льду.

**Дейтериевый эксцесс.** Только ограниченный объём изотопных данных с величинами  $d_{\text{exc}} > 10 \text{ ‰}$  получен для ПЖЛ криолитозоны арктических побережий возрастом от 24 до 14 тыс. л. Например, для ПЖЛ Сеяхинской едомы, значения  $\delta^{18}\text{O}$  льда которой близки к полученным нами и лёд которой датирован от 23 до 15 тыс. л.н. [22], был отмечен экскурс значительный  $d_{\text{exc}}$  до  $19 \text{ ‰}$  [17, 26]. Для большинства исследованных геокриологических разрезов величины  $d_{\text{exc}}$  в ПЖЛ не превышают  $10 \text{ ‰}$ . Крупные сингенетические сартанские (МИС-2) жилы на мысе Сопочная Карга в отложениях второй террасы Енисея характеризуются величинами  $d_{\text{exc}}$  от  $2,6$  до  $10,9 \text{ ‰}$  (46 образцов) [23]. Значение  $d_{\text{exc}}$  в среднем меньше  $10 \text{ ‰}$  (от  $8,2$  до  $10,2 \text{ ‰}$ ) отмечено в повторно-жильных льдах разреза «мыс Макаревича – устье р. Крестьянка» сартанско-голоценовой толщи, значения  $d^{18}\text{O}$  и  $dD$  в которых изменяются от  $-23,5$  до  $-22,0 \text{ ‰}$  и от  $-179,7$  до  $-167,7 \text{ ‰}$  соответственно [23]. В сингенетических ПЖЛ нижнего яруса в районе пос. Диксон значения  $d^{18}\text{O}$  составляют от  $-26,8$  до  $-24,3 \text{ ‰}$ ,  $d_{\text{exc}} = 9,3 \text{ ‰}$  [23].

В жилах позднелепистоценового возраста ( $< 18$  тыс. л.н.) мыса Саблер (26 образцов) значение  $d_{\text{exc}} = 13,9 \text{ ‰}$  [15]. В жилах возрастом от 20 до 26 тыс. л.н. на Таймыре (оз. Лабаз), п-ове Быковском и о. Большом Ляховском средние величины  $d_{\text{exc}}$  составили от 3 до  $9,2 \text{ ‰}$  [13]. При детальном рассмотрении изотопных данных, полученных по ПЖЛ позднелепистоценового возраста с о. Большой Ляховский, видно, что из 174 образцов ледового комплекса, формирование которого датировано от 55 до 28 тыс. л.н. [11], только 10 образцов льда при среднем значении  $d_{\text{exc}} = 10,3 \text{ ‰}$  характеризу-

ются максимальными величинами до 15,1 ‰; ещё шесть образцов льда при среднем значении  $d_{\text{exc}} = 11,3 \text{ ‰}$  демонстрируют максимум в 15,4 ‰. Возраст этого льда по соотношению абсолютной высоты отбора и выполненного датирования вмещающих жилы отложений [11] может быть условно принят в 35 и 28 (или моложе) тыс. лет соответственно. Таким образом, высокие величины  $d_{\text{exc}}$  в позднеплейстоценовых ПЖЛ составляют небольшую часть всех полученных значений. Это показывает, что период позднего плейстоцена, соответствующий изотопной стадия МИС-2, характеризовался климатической нестабильностью, связанной либо с глобальной циркуляцией атмосферы, либо с большой вариативностью локальных климатических условий.

В голоценовых ПЖЛ высокие величины  $d_{\text{exc}}$  чаще отмечены в Западной Сибири, а не в Восточной. Голоценовые ледяные жилы отражают более высокие температуры воздуха зимнего периода по сравнению с поздним плейстоценом — увеличение значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  в среднем на 6 и 40 ‰ соответственно характеризует климатическую границу плейстоцен—голоцен, что было установлено как по подземным льдам, так и по Гренландским ледниковым кернам. Однако поведение дейтериевого эксцесса не так однозначно. Голоценовые жилы (МИС-1) в районе пос. Диксон имеют значения  $d_{\text{exc}}$  около 11 ‰, а в голоценовых жилах в отложениях второй террасы Енисея значения  $d_{\text{exc}}$  составили от 4,4 до 13,8 ‰ — это максимальное значение по 29 образцам [23]. Ранее относительно высокие значения  $d_{\text{exc}}$  (> 10 ‰) для голоценовых ПЖЛ были получены близ г. Воркута [29], где они составили от 9 до 13,8 ‰. Отметим, что при переходе от плейстоцена к голоцену при выраженном сдвиге значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  практически не отмечено значительного изменения в величинах  $d_{\text{exc}}$  в ПЖЛ Восточной Сибири. Немного увеличивающиеся средние значения  $d_{\text{exc}}$  (около 2 ‰ для Ойгосского Яра и около 1 ‰ для о. Большой Ляховский), которые соответствуют переходу от позднеплейстоценового криохрона к голоцену [11, 18], соответствуют наблюдениям на мысе Мамонтов Клык [30] и в дельте р. Лена [31] и указывают на довольно постоянные пути образования и переноса влаги. Напротив, средние значения  $d_{\text{exc}}$  в ПЖЛ на п-ове Быковский

показывают выраженный сдвиг в сторону увеличения  $d_{\text{exc}}$  [12] в голоцене. Пожалуй, это — единственные данные (кроме полученных нами и Ю.К. Васильчуком для Сеяхинского разреза позднеплейстоценовых ПЖЛ) с такими высокими значениями  $d_{\text{exc}}$ . В 109 образцах позднеголоценового жильного льда аласной котловины, датированного от 3285 до 1171 калиброванных л.н. (обр. ВУК А-2 в работе [12]), величины  $d_{\text{exc}}$  составили от 10,7 до 17,8 ‰. Возможно, такие высокие  $d_{\text{exc}}$  в позднеголоценовых жилах не были получены только потому, что пока не удалось опробовать жильный лёд моложе 3 тыс. лет в других разрезах Восточной Сибири. Высокие значения  $d_{\text{exc}}$  в таких молодых жилах отражают существенные изменения локального или регионального режима влажности и переноса воздушных масс позднеголоценового времени.

После того, как В. Дангор предложил дополнительный расчётный параметр — дейтериевый эксцесс  $d_{\text{exc}} = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$  [6] как показатель неравновесности формирования изотопного состава осадков, он стал использоваться в палеоклиматологии по ледниковым кернам. Л. Мерливат и Ж. Жузель [32] показали, что величина  $d_{\text{exc}}$  связана с условиями в районе испарения влаги, которая затем выпадает в виде атмосферных осадков. Они разработали первую теоретическую модель процессов фракционирования изотопов кислорода и водорода при испарении с поверхности океана, которая до сих пор широко используется. Согласно этой модели, величина  $d_{\text{exc}}$  в водяном паре связана с относительной влажностью воздуха над поверхностью океана и с температурой поверхности моря. Ограниченные наблюдения за изотопным составом водяного пара некоторых регионов подтверждают приоритетное влияние относительной влажности на изменчивость  $d_{\text{exc}}$ , в то время как влияние температуры остаётся труднооцениваемым в этом контексте. Основываясь на теории испарения и наблюдениях на границе атмосфера/океан, модель [32] также учитывает влияние скорости ветра на процессы кинетического фракционирования во время испарения и, следовательно, на величину  $d_{\text{exc}}$  в паре. Последними исследованиями установлено, что ветровой режим практически не влияет на величину  $d_{\text{exc}}$  [4] и изотопный состав кислорода и водорода пара обусловлен относительной влажностью

воздуха и температурой поверхности: увеличение относительной влажности воздуха над морской поверхностью на 10% приводит к снижению  $d_{\text{exc}}$  приблизительно на 3 ‰, а увеличение температуры на 10 °С вызывает увеличению  $d_{\text{exc}}$  приблизительно на 3 ‰.

Изменения циркуляции атмосферы, которые влияют на увеличение  $d_{\text{exc}}$  в ПЖЛ, могут быть как локального/регионального, так и глобального масштаба. Единственный глобальный фактор, влияющий на изотопный состав осадков на территории криолитозоны России, который можно исключить из рассмотрения, — существование обширного покровного оледенения на севере Европейской части. Для территории от Ямала до Якутии общий характер циркуляции в период 34–10 тыс. л.н. менялся очень мало [10, 27]. А на Западном Ямале и побережьях Байдаракской губы установлены континентальные (аллювиальные, озёрные, лагунные, эоловые) отложения, формировавшиеся в период от современности до 37 тыс. л.н. [33]. Таким образом, в позднем плейстоцене на Ямале шло непрерывное прибрежно-морское и континентальное осадконакопление, что исключает мощное покровное оледенение [34]. То, что  $d_{\text{exc}} > 10 ‰$  отмечается в отдельных образцах ПЖЛ на Ямале и дальше по арктическому побережью на восток (мыс Саблера, отдельные образцы ПЖЛ на о. Большой Ляховский), может указывать на масштабные атмосферные изменения в период 20–14 тыс. л.н. А то, что таких образцов ПЖЛ с высокими  $d_{\text{exc}}$  было получено мало, возможно, свидетельствует о довольно кратковременных периодах, в течение которых изменившаяся обстановка повлияла на величину  $d_{\text{exc}}$ .

Одна из возможных причин — изменение в источнике пара: смещение основного района происхождения влаги. Чтобы описать полученные данные (с возросшими величинами  $d_{\text{exc}}$  при относительно постоянных значениях  $\delta^{18}\text{O}$ ), нужно предположить смещение источника пара к югу при уменьшении относительной влажности воздуха. Такая ситуация возможна, если увеличивается протяжённость на юг морского льда в Северной Атлантике и происходят крупные отколы и выносы айсбергов у берегов Гренландии, что вызвало перемещение области формирования пара (области испарения) на юг. Такие изменения в Атлантике установлены

для второй фазы события Хайнриха (Heinrich Stadial 1 — от 17,5 до 14,7 тыс. л.н.) по исследованию Гренландского ледяного керна NGRIP. В ледниковом керне для периода, предшествовавшего переходу плейстоцен/голоцен, отмечены резкие изменения в величине  $d_{\text{exc}}$  — от 5 до 14 ‰ [35]. При этом распространение на юг большого количества морского льда и айсбергов должно было повлиять на уменьшение температуры поверхностного слоя воды в Атлантике, и, следовательно, смещение района испарения на юг не означало увеличение температуры воды и не приводило к выраженному увеличению значений  $\delta^{18}\text{O}$  формирующихся осадков. Наличие морского льда в зимний сезон также удовлетворяет предположению о низких величинах относительной влажности воздуха (а следовательно, высоких значениях  $d_{\text{exc}}$ ). Возможно, этот процесс смещения источника пара действительно затрагивал глобальную атмосферную циркуляцию в Северном полушарии.

Смещение к югу основного района-поставщика влаги в Атлантике также могло сопровождаться изменением (удлинением) траектории движения воздушных масс, приносящих осадки на Ямал. Пролегание путей движения воздушных масс над континентом могло вызывать выраженное изотопное обеднение на последних ступенях рэлеевской дистилляции и возрастание дейтериевого эксцесса.

Возникновение высоких значений  $d_{\text{exc}}$  жильного льда, по нашему мнению, не может быть связано с увеличением доли зимнего снега по сравнению с количеством весенних осадков. Этот процесс должен сопровождаться не только ростом  $d_{\text{exc}}$ , но и уменьшением значений  $\delta^{18}\text{O}$ , что логично следует из преобладания зимнего изотопно лёгкого снега. По нашим данным, образцы с высокими значениями  $d_{\text{exc}}$  имеют те же значения  $\delta^{18}\text{O}$ , что и образцы с невысокими значениями  $d_{\text{exc}}$ , следовательно, мы не можем констатировать, что выделяется тренд уменьшения  $\delta^{18}\text{O}$  с ростом  $d_{\text{exc}}$  (частично и потому, что данных для этого недостаточно). Если предполагать неизменную картину заполнения морозобойной трещины в течение длительного времени смесью зимнего, весеннего снега и весенних осадков, то рост  $d_{\text{exc}}$  в этой смеси скорее показывает не только изменение пропорции смешивания, но и изменения изотопных параметров самих компонентов.

## Выводы

1. Исследован изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильного льда на Центральном Ямале. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  льда изменяются от  $-21,2$  до  $-26,2$  ‰ (среднее  $-24,8$  ‰) и от  $-157,5$  до  $-203,1$  ‰ (среднее  $-187,6$  ‰) соответственно. В целом, все полученные значения описываются уравнением линейной регрессии  $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10,5$  ‰ ( $R^2 = 0,9$ ).

2. Величины дейтериевого эксцесса  $d_{\text{exc}}$  изменяются от  $6,3$  до  $17,4$  ‰ при среднем значении  $10,5$  ‰. Для 11 образцов льда отмечены высокие значения  $d_{\text{exc}}$  (от  $12$  до  $17$  ‰), что необычно для этого типа льда. Немногочисленные свидетельства высоких значений  $d_{\text{exc}}$  в жильном льду описаны в литературе для разрезов Сеяхинской едомы (повторно-жильного льда, сформированного от  $23$  до  $15$  тыс. л.н.) и мыса Саблера, датированного моложе  $18$  тыс. л.н. Величина  $d_{\text{exc}}$ , возможно, отражает нестабильные климатические условия позднего плейстоцена, связанные с изменением в источнике пара и пролеганием траекторий движения воздушных масс над континентальной частью, что при общем западном переносе приводило к выраженному изотопному истощению и высоким значениям  $d_{\text{exc}}$ .

3. По изотопным характеристикам исследованный повторно-жильный лёд соответствует жильным льдам Ямала, формировавшимся в течение изотопной стадии МИС-2 (конец позднего плейстоцена). Изотопный состав кисло-

рода свидетельствует о температурах холодного периода времени формирования жилы около  $13$  тыс. л.н. порядка  $-22,8 \div -26,8$  °C (в среднем на  $5-9$  °C холоднее современных) и январских температурах от  $-34,2$  до  $-40,2$  °C (на  $8-14$  °C холоднее современных). Эти температуры близки к ранее реконструированным температурам холодного периода по Сеяхинскому разрезу.

**Благодарности.** Авторы благодарят НП «Российский центр освоения Арктики» за содействие в организации полевых работ. Ю.Н. Чижова искренне признательна проф. Ю.К. Васильчуку за обсуждение научной проблематики. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов: № 19-05-00813 – изотопные определения и интерпретация, полевые работы Ю.Н. Чижовой; № 18-05-60272 – обобщение данных; № 18-05-60222 – изучение термоцирков и полевые работы А.В. Хомутова и Е.М. Бабкина.

**Acknowledgments.** We thank Russian Center for Arctic Development for assistance in organization of field work. Ju.N. Chizhova sincerely grateful to Prof. Yu.K. Vasilchuk for a discussion. This work was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (projects № 19-05-00813 – isotopic analysis and interpretation, field works of Yu.N. Chizhova, № 18-05-60272 – data compilation, № 18-05-60222 – study of thermal circuses and field work of A.V. Khomutov and E.M. Babkin).

## Литература

1. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Rogov В.В., Курчатова А.Н. Структура и генезис подземных льдов в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 2. С. 9–22.
2. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А. Изотопный и спорово-пыльцевой состав пластовой ледяной залежи на реке Мордыяха, Центральный Ямал // ДАН. 2012. Т. 446. № 2. С. 204–208.
3. Pfahl S., Sodemann H. What controls deuterium excess in global precipitation? // Climate of the Past. 2014. V. 10. P. 771–781.
4. Bonne J-L., Behrens M., Meyer H., Kipfstuhl S., Rabe B., Schonicke L., Steen-Larsen H.C., Werner M. Resolving the controls of water vapour isotopes in the Atlantic sector // Nature communications. 2019. № 10. P. 1632. doi.org/10.1038/s41467-019-09242-6.

## References

1. Slagoda E.A., Opokina O.L., Rogov V.V., Kurchatova A.N. The structure and genesis of underground ice in the Upper Pleistocene-Holocene sediments of Cape Marre-Sale (Western Yamal). *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2012, 16 (2): 9–22. [In Russian].
2. Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A.K., Budantseva N.A. *Izotopnyy i sporovo-pyl'tsevoy sostav plastovoy ledyanoy zalezhi na reke Mordyyakha, Tsentral'nyy Yamal*. Isotope and spore-pollen composition of the ice sheet on the Mordyyakha river, Central Yamal. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2012, 446 (2): 204–208. [In Russian].
3. Pfahl S., Sodemann H. What controls deuterium excess in global precipitation? *Climate of the Past*. 2014, 10: 771–781.
4. Bonne J-L., Behrens M., Meyer H., Kipfstuhl S., Rabe B., Schonicke L., Steen-Larsen H.C., Werner M. Resolving the controls of water vapour isotopes in the Atlantic sector. *Nature communications*. 2019, 10: 1632. doi.org/10.1038/s41467-019-09242-6.

5. Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Murton J. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, V. 29. P. 199–209.
6. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964, V. 16. P. 436–468.
7. Michel F.A. Isotope investigations of permafrost waters in northern Canada. PhD. Canada: University of Waterloo, 1982. 424 с.
8. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories. Current Research. Part B. Geological Survey of Canada. 1983. Paper 83-1B. P. 67–74.
9. Васильчук Ю.К. Реконструкции палеоклимата позднего плейстоцена и голоцена на основе изотопных исследований подземных льдов и вод криолитозоны // *Водные ресурсы*. 1990. № 6. С. 162–170.
10. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. М.: РИО Мособлупрполиграфиздат, 1992. Т. 1. 420 с. Т. 2. 264 с.
11. Meyer H., Dereviagin A.Y., Siegert C., Schirrmeister L., Hubberten H.W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – Hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2002, V. 13. P. 91–105.
12. Meyer H., Dereviagin A.Y., Siegert C., Hubberten H.W. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // *Polarforschung*. 2002, V. 70. P. 37–51.
13. Wetterich S., Rudaya N., Tumskoy V., Andreev A.A., Opel T., Schirrmeister L., Meyer H. Last Glacial Maximum records in permafrost of the East Siberian Arctic // *Quaternary Science Reviews*. 2011, V. 30. P. 3139–3151.
14. Dereviagin A.Yu., Meyer H., Chizhov A.B., Hubberten H.W., Simonov E.F. New data on the isotopic composition and evolution of modern ice wedges in the Laptev Sea region // *Polarforschung*. 2002, № 70. P. 27–35.
15. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С., Хуббертен Г.В., Зиеерт К. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // *Криосфера Земли*. 1999. Т. 3. № 3. С. 41–49.
16. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // *Лёд и Снег*. 2013. № 2 (122). С. 83–92.
17. Vasil'chuk Yu.K., Jungner H., Vasil'chuk A.C.  $^{14}\text{C}$  dating of peat and  $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$  in ground ice from Northwest Siberia // *Radiocarbon*. 2001, V. 43. № 2B. P. 527–540.
18. Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A.Y., Fuchs M.C., Schirrmeister L. Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait) // *Climate of the Past*. 2017, V. 13. P. 587–611.
19. Лейбман М.О., Хомутов А.В. Стационар «Васькины дачи» на центральном Ямале: 30 лет исследований // *Криосфера Земли*. 2019. Т. 23. № 1. С. 91–95.
20. Данилов И.Д. Пластовые льды и субаквальный криолитолиз // *Геокриологические исследования*. М.: изд. МГУ, 1989. С. 16–29.
21. Porter T.J., Opel T. Recent advances in paleoclimatological studies of Arctic wedge- and pore-ice stable-
5. Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Murton J. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, 29: 199–209.
6. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16: 436–468.
7. Michel F.A. Isotope investigations of permafrost waters in northern Canada. PhD. Canada: University of Waterloo, 1982: 424 p.
8. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories. *Current Research. Part B. Geological Survey of Canada*. 1983, Paper 83-1B: 67–74.
9. Vasilchuk Yu.K. Paleoclimatic reconstruction of the Late Pleistocene and Holocene based on isotopic studies of underground ice and cryolithozone waters. *Vodnyye resursy*. Water resources. 1990, 6: 162–170. [In Russian].
10. Vasilchuk Yu.K. *Izotopno-kislorodnyy sostav podzemnykh l'dov (opyt paleogeokriologicheskikh rekonstruktsiy)*. Isotope-oxygen composition of underground ices (experience of paleogeocryological reconstructions): In 2 v. Moscow: RIO Mosobluprpoligraphizdat, 1992. V. 1: 420 p. V. 2: 264 p. [In Russian].
11. Meyer H., Dereviagin A. Y., Siegert C., Schirrmeister L., Hubberten H.W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – Hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2002, 13: 91–105.
12. Meyer H., Dereviagin A. Y., Siegert C., Hubberten H.W. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia hydrogen and oxygen isotopes in ground ice. *Polarforschung*. 2002, 70: 37–51.
13. Wetterich S., Rudaya N., Tumskoy V., Andreev A. A., Opel T., Schirrmeister L., Meyer H. Last Glacial Maximum records in permafrost of the East Siberian Arctic. *Quaternary Science Reviews*. 2011, 30: 3139–3151.
14. Dereviagin A.Yu., Meyer H., Chizhov A.B., Hubberten H.W., Simonov E.F. New data on the isotopic composition and evolution of modern ice wedges in the Laptev Sea region. *Polarforschung*. 2002, 70: 27–35.
15. Derevyagin A.Yu., Chizhov A.B., Brezgunov V.S., Hubberten G.V., Siegert K. Isotopic composition of ice-wedge ices of Cape Sabler (Lake Taimyr). *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 1999, 3 (3): 41–49. [In Russian].
16. Strelitskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblgov G.E., Matyukhin A.G. Isotopic composition of underground ices of the Western Yamal (Marre-Sale). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 2 (122): 83–92. [In Russian].
17. Vasil'chuk Yu.K., Jungner H., Vasil'chuk A.C.  $^{14}\text{C}$  dating of peat and  $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$  in ground ice from Northwest Siberia. *Radiocarbon*. 2001, 43 (2B): 527–540.
18. Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A. Y., Fuchs M. C., Schirrmeister L. Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait). *Climate of the Past*. 2017, 13: 587–611.
19. Leibman M.O., Khomutov A.V. The Vaskiny Dachi station in central Yamal: 30 years of research. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2019, 23 (1): 91–95. [In Russian].
20. Danilov I.D. Formation ice and subaquatic cryolithogenesis. *Geokriologicheskiye issledovaniya*. Geocryological studies. Moscow: MGU, 1989: 16–29. [In Russian].
21. Porter T.J., Opel T. Recent advances in paleoclimatological studies of Arctic wedge- and pore-ice stable-water isotope records. *Permafrost and Periglacial Process*. 2020, 31 (1): 429–441. <https://doi.org/10.1002/ppp.2052>.

- water isotope records // *Permafrost and Periglacial Process*. 2020. V. 31. № 1. С. 429–441. <https://doi.org/10.1002/ppr.2052>.
22. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. Высокоразрешающая изотопно-кислородная диаграмма позднелейстоценовых повторно-жильных льдов Сеяхинской едомы, Восточный Ямал // *ДАН*. 2019. Т. 487. № 2. С. 208–211.
  23. Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Тюмень: Ин-т криосферы Земли СО РАН, 2016. 197 с.
  24. Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: изд. МГУ, 1967. 304 с.
  25. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
  26. Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во МГУ, 2006. 404 с.
  27. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене-голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // *Криосфера Земли*. 2015. Т. 19. № 2. С. 98–106.
  28. Nikolayev V.I., Mikhalev D.V. An oxygen isotope paleothermometer from ice in Siberian permafrost // *Quaternary Research*. 1995. V. 43. № 1. P. 14–21.
  29. Васильчук Ю.К., Папеш В., Ранк Д., Сулержницкий Л.Д., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Первые для севера Европы  $^{14}\text{C}$ -датированные изотопно-кислородная и дейтериевая диаграммы из повторно-жильного льда близ города Воркуты // *ДАН*. 2005. Т. 400. № 5. С. 684–689.
  30. Boereboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.-L. Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, northern Siberia // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 31–46.
  31. Wetterich S., Kuzmina S., Andreev A.A., Kienast F., Meyer H., Schirrmeyer L., Kuznetsova T., Sierralta M. Palaeoenvironmental dynamics inferred from late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, Northeast Siberia, Russia // *Quaternary Science Reviews*. 2008. V. 27. P. 1523–1540.
  32. Merlivat L., Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation // *Journ. of Geophys. Research*. 1979. V. 84. P. 5029–5033.
  33. Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale Area, western Yamal Peninsula, Russia // *Quaternary Research*. 2002. V. 57. № 3. P. 355–370.
  34. Белова Н.Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря. М.: МАКС Пресс, 2014. 180 с.
  35. Landais A., Capron E., Masson-Delmotte V., Toucanne S., Rhodes R., Popp T., Vinther B., Minster B., Prié F. Ice core evidence for decoupling between midlatitude atmospheric water cycle and Greenland temperature during the last deglaciation // *Climate of the Past*. 2018. V. 14. P. 1405–1415. [doi.org/10.5194/cp-14-1405-2018](https://doi.org/10.5194/cp-14-1405-2018).
  22. Vasilchuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasilchuk A.K. High-resolution isotope-oxygen diagram of the Late Pleistocene ice-wedge ice of the Seyakha Edoma, East Yamal. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2019, 487 (2): 208–211. [In Russian].
  23. Oblogov G.E. *Evolutsiya kriolitozony poberezh'ya i shel'fa Karskogo morya v pozdnem neopleystotsene – golotsene. Dissertatsiya na soiskaniye uchenoy stepeni kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk*. Evolution of the permafrost zone of the coast and shelf of the Kara Sea in the Late Neopleistocene – Holocene. PhD. Tyumen: Institut kriosfery Zemli SO RAN, 2016: 197 p. [In Russian].
  24. Popov A.I. *Merzlotnyye yavleniya v zemnoy kore (kriolitologiya)*. Permafrost phenomena in the earth's crust (cryolithology). Moscow: Moscow University Press, 1967: 304 p. [In Russian].
  25. Romanovsky N.N. *Osnovy kriogeneza litosfery*. Basics of cryogenesis of the lithosphere. Moscow: Moscow University Press, 1993: 336 p. [In Russian].
  26. Vasilchuk Yu.K. *Povtorno-zhil'nyye l'dy: geterotsiklichnost', geterokhronnost', geterogennost'*. Ice wedge: heterocyclicality, heterogeneity, heterogeneity. Moscow: Moscow University Press, 2006: 404 p. [In Russian].
  27. Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Tokarev I.V. *Rekonstruktsiya paleoklimata of the Russian Arctic in the Late Neopleistocene-Holocene based on the isotopic composition of polygonal ice wedges. Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2015, 19 (2): 98–106. [In Russian].
  28. Nikolayev V.I., Mikhalev D.V. An oxygen isotope paleothermometer from ice in Siberian permafrost. *Quaternary Research*. 1995, 43 (1): 14–21.
  29. Vasilchuk Yu.K., Papesh V., Rank D., Sulerzhitsky L.D., Vasilchuk A.K., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N. The first  $^{14}\text{C}$ -dated isotope-oxygen and deuterium diagrams from re-vein ice near the city of Vorkuta for the north of Europe. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2005, 400 (5): 684–689. [In Russian].
  30. Boereboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.-L. Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, northern Siberia. *The Cryosphere*. 2013, 7: 31–46.
  31. Wetterich S., Kuzmina S., Andreev A. A., Kienast F., Meyer H., Schirrmeyer L., Kuznetsova T., Sierralta M. Palaeoenvironmental dynamics inferred from late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, Northeast Siberia, Russia // *Quaternary Science Reviews*. 2008, 27: 1523–1540.
  32. Merlivat L., Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journ. of Geophys. Research*. 1979, 84: 5029–5033.
  33. Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale Area, western Yamal Peninsula, Russia. *Quaternary Research*. 2002, 57 (3): 355–370.
  34. Belova N.G. *Plastovyye l'dy yugo-zapadnogo poberezh'ya Karskogo morya*. Massive ices of the southwestern coast of the Kara Sea. Moscow: MAX Press, 2014: 180 p. [In Russian].
  35. Landais A., Capron E., Masson-Delmotte V., Toucanne S., Rhodes R., Popp T., Vinther B., Minster B., Prié F. Ice core evidence for decoupling between midlatitude atmospheric water cycle and Greenland temperature during the last deglaciation. *Climate of the Past*. 2018, 14: 1405–1415. [doi.org/10.5194/cp-14-1405-2018](https://doi.org/10.5194/cp-14-1405-2018).